نشریه تحقیقات کاربردی علوم جغرافیایی سال پانزدهم، شماره ۳۹، زمستان ۹۴

بررسی الگوهای بزرگ مقیاس گردش جوی مرتبط با وقوع توفانهای شدید حوضه‌ی آبریز زاب

دریافت مقاله: ۹۴/۴/۱۰ پذیرش نهایی: ۹۴/۹/۱۰
صفحات: ۵۵-۳۳

نادر پروین: استادیار جغرافیا، دانشگاه پیام نور
Email: n.parvin@kpnu.ac.ir

چکیده

هدف از این پژوهش تحلیل شرایط همدید توفانهای شدید حوضه‌ی آبریز زاب است. داده‌های روزانه‌ی سرعت باد سه پیمونگاه همدیدی در بازه‌ی زمانی ۱۳۶۴/۰۱/۰۱ تا ۱۳۹۰/۱۲/۲۹ (۹۸۶۱ روز) اداره کل هواشناسی اخذ شد. با توجه به مقیاس توزیع زمانی و مکانی، به کمک سه آستانه‌ی اندازه سرعت باد و فراگیر بودن و محاسبه صدک ۹۰ اُم سرعت باد، تعداد ۴۰ روز از فراگیرترین و شدیدترین توفانها انتخاب شدند. داده‌های فشار تراز دریا بر روی شبکه ای با اندازه‌ی ۲/۵×۲/۵ درجه قوسی بر روی محدوده ۰ تا ۸۰ درجه‌ی طول جغرافیایی شرقی و ۰ تا ۸۰ درجه‌ی عرض جغرافیایی شمالی از پایگاه داده های NCEP/NCAR استخراج شدند. ماتریسی در ابعاد ۸۶۴ ستون در ۴۰ ردیف تشکیل شد که بر روی ردیف‌ها روزهای همراه با توفان و بر روی ستونها داده های ارتفاعی تراز میانی جو قرار داشت. تحلیل مولفه‌های مبنا بر روی ماتریس همپراش داده‌های ارتفاعی انجام شد و ۶ مولفه که حدود ۹۷/۴٪ از تغییرات ارتفاع فشار تراز ۵۰۰hp را تبیین می‌کردند، شناسایی شدند. برای شناسایی الگوهای همدیدی بر روی نمرات مولفه‌ها تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام "*وارد*" انجام شد. نتایج تحقیق نشان داد که، بیشترین فراوانی وقوع توفانها در فصول بهار و پاییز است. فروردین با ۳۳٪ بالاترین فراوانی و تیر و شهریور ماه کمترین تعداد رخداد توفانها را داشتند. پنج الگوی تراز میانی جو در قالب سه گروه عمده باعث وقوع توفانهای شدید سطح حوضه‌ی آبریز زاب شده اند: الگوی سردچال جوی، الگوی تراف کم عمق موج بلند و الگوی تراف عمیق موج کوتاه. در این بین، الگوی همدید سردچال جو بالایی با فراوانی وقوع ۴۷/۵ درصد در اردیبهشت و آذرماه بیشترین فراوانی ماهانه را داشت. ناهنجاریهای جابجایی ورتکس قطبی و موقعیت جت استریم ها و باندهای توفانی مربوط به آنها باعث سیطره‌ی نصف النهاری بیشتر بادهای غربی و

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

عمیق تر شدن محور ترافها به سمت عرضهای جغرافیایی پایین شده است و به دلیل نحوه آرایش خاص قرارگیری سیستم های همدید نسبتاً قوی و متضاد سطح زمین میزان گرادیان فشار و تبادل انرژی در محل فشردگی خطوط همفشار به حداکثر میزان خود رسیده و در نتیجه، بادهای شدید سطح حوضه آبریز بوجود آمده است. جهت بادها در همه الگوهای شناسایی شده عمدتا از سمت غرب و جنوب غربی است.

کلیدواژگان: گردش جوی، تندباد، مولفه مبنا، خوشه بندی، حوضه زاب.

مقدمه

توفانها بعنوان یکی از شرایط فرین جوی از جمله بلایای طبیعی هستند که بعضی اوقات خسارتهای فراوان مالی و جانی را به مناطق تحت سیطره خود تحمیل می کنند. علاوه بر مقاوم سازی و استفاده از موانع کاهش سرعت باد، شناسایی الگوهای گردش جوی مولد بادهای شدید و استفاده از سیستم‌های هشدار توفان یکی از راههای اصلی پیشگیری و مقابله با توفانهای شدید است. سیستم های پایش زمان رخداد و ورود توفانهای شدید اصولا یکی از ضروریات اصلی مدیریت بحران و بلایای طبیعی در هر منطقه است. اگر به لحاظ اقتصادی، ابعاد و گستره‌ی پیامدهای وقوع توفانهای شدید(مستقیم و غیرمستقیم) ارزیابی شود، قطعا خلاء مطالعه‌ی آنها ضرورت و اهمیتی مضاعف پیدا می کند. بخش اصلی سیستم هشدار توفانهای شدید، مدل پیش بینی وقوع آنهاست و با پیش آگاهی به موقع، و اعلام خطر به یقیین خسارتهای احتمالی را کاهش می دهد. طبقه‌بندی الگوهای گردش جوی یا تیپ‌های هوا ابزاری سودمند و مهمترین روش شناسایی تغییرات فرین جوی به شمار می‌روند(پرادهوم و جنیور ۲۰۱۰: ۱۱۸۰). طبقه‌بندی خودکار و تهیه‌ی کاتولوگ الگوهای گردش جوی می‌تواند برای مقاصد بسیار زیادی از جمله پیش بینی هوا و پیش‌بینی رویدادهای سطحی(آلودگی هوا، سیلاب، خشکسالی و...) مفید و سودمند باشند. با توجه به اینکه تقریبا تمامی بلایای جوی به طور مستقیم یا غیرمستقیم با الگوهای گردش جوی سطوح بالا مرتبط هستند، بنابراین بررسی شرایط جوی مرتبط با توفانهای شدید سطح حوضه آبریز زاب ضرورتی اجتناب ناپذیر خواهد بود. از اینرو، هدف اصلی این تحقیق شناسایی و دسته بندی الگوهای گردش جوی مرتبط با وقوع توفانهای شدید حوضه‌ی آبریز زاب با استفاده از روش پیشرفته آماری و تفسیر سینوپتیکی آنهاست. امید است با ارائه راهکاری عملی، بتوان گامی کوچک در راستای کاهش خسارتهای ناشی از توفانهای سطح حوضه آبریز برداشت.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

تاکنون مطالعات متعددی با روش همدید بر روی توفانهای شدید در نقاط مختلف جهان انجام شده است. وبر و فورجر(۲۰۰۱: ۸۲۱) پس از بررسی الگوهای مولد بادهای روز و شب منطقه آلپ(سویس) ۱۶ الگوی جریان هوای نزدیک سطح زمین را شناسایی کردند. نتیجه دیگر اینکه، جهت عمده بادهای غالب توفان خیز منطقه آلپ به ترتیب از جنوب غرب و غرب و شمال غربی بود و از ترکیب این جریانها با بادهای کوه به دره و بلعکس سرعت بادها به حداکثر ممکن خود می رسند. در مطالعه ای دیگر الیزابت و همکاران(۲۰۰۵: ۱۹) به منظور شناسایی الگوهای همدید تراز پایین جو بادهای بیش از ۹/۱ و ۱۲/۹ متر بر ثانیه در غرب منطقه آرکتیک طی ماههای آگوست تا نوامبر(۴ ماه) پس از بررسی جمع آوری آمار ۵۵ ساله فشار سطح دریا از از پایگاه داده های NCEP/NCAR نتیجه گرفتند که، توفانهای شدید همزمان با حاکمیت دو الگوی عمده زمانی اتفاق می افتند که شیب گرادیان فشار بین کم فشار غالب الئوسن در جنوب آسیا و پرفشار غالب روی دریاهای بیوفورت/چکوچی زیاد و بیش از حد معمول باشد. پناَ و همکاران(۲۰۱۱: ۱۵۳) به منظور شناسایی الگوهای گردش اتمسفری حوادث توفانهای شدید کاتالونیای اسپانیا با استفاده از دادهای ارتفاعی تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و فشار سطح دریا و دمای سطح ۸۵۰ هکتوپاسکال و میزان سرعت باد منطقه طی سالهای ۲۰۰۴-۱۹۹۶ نتیجه گرفتند که، هفت الگوی جوی باعث ایجاد توفانهای شدید بوده اند. آنها پی بردند که جریان شمال غربی(الگوی سوم: NW) به دلیل حضور پرفشار جنب حاره آزور و فرود عمیق شمال شبه جزیره ایبری شدیدترین توفانهای خسارت بار را باعث شده است. آنها همچنین دریافتند که بیشتر توفانهای مخرب به استثنای الگوی N-NE در دوره سرد سال بویژه ژانویه اتفاق افتاده است. به روشی مشابه، اباتزوگلوس و همکاران(۲۰۱۳: ۷۰۴) برای تشخیص بادهای سانتاآنای ایالت کالیفرنیا از طریق عوامل پویا و ترمودینامیکی در مقیاس همدیدی، با استفاده از داده های بازسازی شده گرادیان فشار متوسط سطح دریا و فرارفت دمای ترپوسفر پایین، بادهای شدید آتش زا و ساحلی را با تعیین آستانه و مدل دو پارمتره شناسایی کردند. نتایج تحقیق آنها نشان داد که در زمان وقوع بادهای شدید، در تروپوسفر پایینی در راستای شمال شرقی شیب متوسط فشار سطح دریا بسیار زیاد بوده است. آنها همچنین دریافتند که در ترپوسفر پایینی، فرارفت هوای بسیار سرد ابزار آسان و موثر برای تشخیص بادهای شدید در مقیاس همدیدی فراهم کند. اولتمنس و همکاران(۲۰۱۴: ۹۹۲) وقوع تندبادهای فیوردهای فلات بزرگ شرق گروئیلند را ناشی از حضور سیکلونهای قوی و وزش شدید هوای سرد و خشک روی صفحات یخی فلات دانست و به نقش بسیار موثر دامنه های پشت به باد و دره های فیورد سواحل در افزایش سرعت بادها به دلیل ایجاد گرادیان شدید فشار پی برد. در مطالعه ای دیگر کلینک(۲۰۱۵: ۴)

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

روند آماری بادهای با سرعت بیش از ۲ متر بر ثانیه و الگوهای فصلی بادهای مذکور را در منطقه ساحلی ایالات متحده آمریکا شناسایی و طبقه بندی کرد. تناماچی و همکاران(۲۰۱۵: ۵۲۲) با استفاده از مدلسازی داده های راداری مربوط به ابرها، سرعت باد سوپر ترنادو ۲۴ می اوکلاهاما را که از ادغام سه طوفان بوجود آمده بود را در قبل از ادغام و حین و بعد از ادغام محاسبه و مدلسازی کردند. آنها نتیجه گرفتند که در طی ادغام، سطوح میانی یک سیکلون بزرگ و ساختار صعود شدید توفان آشفته بوده است و این ادغام تنها در فاصله زمانی ۱۰ دقیقه بوجود آمده است.

درایران پیشینه‌ی پژوهشی غنی در مورد بررسی آماری و تحلیل زمانی و فضایی وضعیت بادها به ۲۰ سال اخیر بر می گردد. از آنجمله می‌توان به تحقیقات راحلی سلیمی(۱۳۸۲)، زاهدی و همکاران(۱۳۸۴)، جهانگیری و همکاران(۱۳۸۴)، علمداری وهمکاران(۱۳۹۰) و اسدی و همکاران(۱۳۹۲) و رضایی بنفشه و همکاران(۱۳۹۳) جهت پتانسیل سنجی انرژی باد اشاره کرد. دیگر پژوهشگرانی مانند حسین زاده(۱۳۷۶)، ذوالفقاری(۱۳۸۳)، کمیجانی و همکاران (۱۳۹۱)، حلبیان و حسینعلی پورجزی(۱۳۹۳) از نظر آماری و اقلیمی وضعیت کمی و کیفی بادها را بررسی کرده اند. اگرچه در خصوص شناسایی الگوهای سینوپتیک بزرگ مقیاس مرتبط با باد بویژه تندبادها یا توفانها در داخل، تعداد مطالعات انگشت شمار و خلاء مطالعاتی آشکار وجود دارد، با این وجود، در خصوص بررسی اقلیم شناسی همدید بادها و شناسایی الگوهای سینوپتیکی مرتبط با مسائل زیست محیطی و بلایای جوی مطالعات ارزشمند مرجانی(۱۳۷۲)، حسینی(۱۳۷۹)، عابدزاده(۱۳۸۴)، مهرشاهی و نکونام(۱۳۸۸)، ذوالفقاری و همکاران(۱۳۹۰)، امیدوار و نکونام(۱۳۹۰)، علیجـانی و رئیس پـور(۱۳۹۰) و امیدوار(۱۳۹۳) قابل ذکر است. براتی و عاشوری(۱۳۸۶: ۷۲) به منظور طراحی الگوهای همدید شدیدترین بادهای کرانه جنوبی دریای خزر از مجموع ۶۱ موج باد شدید، ۲۰ موج شاخص را برگزیدند. آنها پس از بررسی نقشه های هوای روزانه و بررسی الگوی آرایش محورهای فرود تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال طی روزهای اوج سرعت باد چنین نتیجه گیری کردند که، بیشتر محورهای فرود طی روزهای اوج باد در غرب دریای خزر متمرکز شده اند و آرایش رودبادهای جبهه قطبی میان ۵۰-۴۰ طول درجه شرقی واقع بوده است. در مطالعه ای دیگر، خوشحال و قانقرمه(۱۳۸۸: ۱۴۵) با رویکرد محیطی به گردشی و با هدف شناسایی و امکان پیش گویی انواع الگوهای آب و هوایی مولد ترازهای توفانی بالاتر از ۵۰ سانتیمتری در سواحل جنوبی دریای خزر، با استفاده از داده های همدیدی و آمارهای ساعتی ماخوذ از مرکز CDC و ایستگاه های ترازسنجی سواحل خزر از بدو تاسیس تا سال ۱۳۸۵ نتیجه گرفتند که، همزمان با تورم سطح آب دریا در سواحل جنوبی خزر، پنج

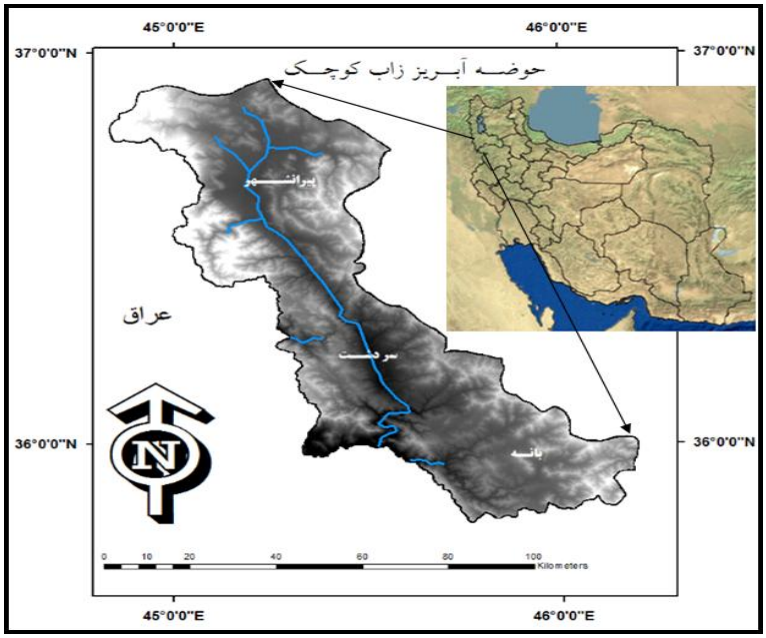
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

الگوی آب و هوایی مشخص که حالات متفاوتی از سامانه های چرخندی و واچرخندی را روی دریای خزر و نواحی مجاور دارند. ریشه یابی این سامانه ها حاکی از سرازیر شدن آنها از ۱۰ منطقه جغرافیایی به سوی دریای خزر بود.

مواد و روش ها

حوضه‌ی آبریز زاب کوچک واقع در جنوب غربی استان آذربایجان غربی شامل شهرستان های پیرانشهر، سردشت و بانه می باشد و این سه کانون شهری حدود ۳۷۰ هزار نفر را در خود جای داده است(شکل۱).



شکل(۱). نقشه موقعیت جغرافیایی حوضه آبریز زاب بر روی نقشه تقسیمات سیاسی ایران

بطور کلی دو رویکرد برای مطالعه اقلیم شناسی توفان های شدید وجود دارد: رویکرد گردشی به محیطی و رویکرد محیطی به گردشی(یارنال، ۱۳۸۵: ۱۰). دراین مطالعه به دلیل در دسترس بودن داده های مورد نیاز و امکان شاخص سازی توفانهای شدید، رویکرد محیطی به گردشی انتخاب گردید. برای انجام این مطالعه دو دسته داده مورد نیاز بود: داده‌های جوی تراز پایین

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

شامل: فشار تراز دریا(slp)، داده های سرعت باد(m/s) و جهت باد سطح حوضه آبریز زاب و دیگری داده‌های جوی تراز بالا شامل: ارتفاع ژئوپتانسیل (hgt) برحسب متر (جدول۱).

با در نظر گرفتن مقیاس توزیع مکانی- زمانی، توفانهای شدید سطح حوضه آبریز بر اساس سه شرط شناسایی شدند: ۱- محاسبه صدک ۹۰ اُم داده های سرعت متوسط روزانه باد ۲- میانگین منطقه ای سرعت باد بیش از ۱۶ متر بر ثانیه ۳- ثبت سرعت بالای ۳۰ متر بر ثانیه در بیش از یک سوم ایستگاه ها. به کمک سه آستانه‌ی یاد شده، از بین داده های هواشناسی در بازه‌ی زمانی ۱۳۶۴/۰۱/۰۱ تا ۱۳۹۰/۱۲/۲۹ (۹۸۶۱ روز) ۴۰ رویداد توفان شدید انتخاب و استخراج گردید. سپس، داده‌های فشار روزانه‌ی سطح زمین و ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای توفانی ایستگاه های واقع در روی محدوده ۰ تا ۸۰ درجه‌ی طول جغرافیایی شرقی و ۰ تا ۸۰ درجه‌ی عرض جغرافیایی شمالی از سایت اینترنتی www.esrl.noaa.gov اخذ شد. در محدوده یاد شده ۸۶۴ یاخته قرار می‌گیرد که فاصله‌ی بین هر یاخته ۲/۵ در ۲/۵ درجه است. این انتخاب به دلیل، وقوع بیشترین اغتشاشات جوی در تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال و کنترل مستقیم شرایط محیطی سطح زمین(وقوع توفانهای شدید) توسط تغییرات فشار سطوح میانی جو صورت گرفته است. از طرفی، بکارگیری داده‌های ارتفاعی بازسازی شده‌ی NCEP/NCAR در این مطالعه، به دلیل همخوانی و صحت بالای آنها و استفاده‌ی گسترده‌ی محققان اقلیم شناس از این داده ها برای بررسی تغییرات شرایط محیطی سطح زمین است. اما جهت اطمینان بیشتر، داده‌های فشار روزانه ایستگاه ارومیه با داده‌های بازسازی شده یک تلاقی تقریباً منطبق با آن قبلا کالیبره شده و تناسب و همخوانی آنها از نظر کمی و کیفی کنترل و مورد تایید قرار گرفته است(پروین، ۲۰۱۳: ۳۰۵۹). در ادامه، یک پایگاه داده ای ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال با آرایه‌ی S_Mode تنظیم شد که بر روی ردیف‌ها زمان(روزها) و بر روی ستونها نقاط تلاقی شبکه ایستگاه های سطح منطقه قرار داشتند. سپس، روش آماری تحلیل عاملی و تکنیک خوشه‌بندی سلسله مراتبی "*وارد*" جهت طبقه‌بندی الگوهای همدید حاکم بر توفانهای شدید سطح منطقه مورد مطالعه بکار گرفته شد. به طور خلاصه، در این مطالعه فرمول تحلیل عاملی که ۸۶۴ متغیر را به ۶ عامل تبدیل کرده است به صورت رابطه(۱) می شود:

$$Y_i = \mu_i + \lambda_{i_1} F_1 + \lambda_{i_2} F_2 + \ldots + \lambda_{i_6} F_6 + e_i \qquad i = 1,2,\ldots,864 \qquad (۱)$$

که در آن فرض می‌شود $e_i \approx N(0,\ \delta_i^2)$ هستند. y_i اندازه ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال متغیر(تلاقی) i ام، μ_i متوسط ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال تلاقی i ام برای ۴۰ روز همراه با توفان است.y_{ij} ضریب ارتباط تلاقی i ام با عامل j ام، f_j عامل‌های مؤثر بر

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

متغیرها (تلاقی‌ها) هستند. e_i هم جملات خطا می‌باشند که فرض می‌شود از یکدیگر و از عامل‌های موجود مستقل‌اند. در مجموع، جهت شناسایی و طبقه‌بندی الگوهای همدیدی مراحل زیر طی شد:

در مرحله‌ی اول با توجه به موضوع تحقیق از داده های مناسب اقلیم شناسی در قالب ترکیب یک عنصر(فشار) چند مکان(تلاقی های شبکه‌ی NCEP/NCAR) و چند زمان(روزهای توفانی) استفاده شده است. در گام دوم ماتریس داده ها با در نظر گرفتن هدف این مطالعه در حالت S یا S-mode تنظیم شد. بدین ترتیب، ماتریسی از داده ها به ابعاد ۴۰ ردیف(روز توفانی) در ۸۶۴ ستون یا متغیر(ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال) تنظیم شد. در مرحله سوم ماتریس همبستگی بین داده ها محاسبه شد. نتیجه‌ی این مرحله، تهیه‌ی ماتریس ضرایب همبستگی یا ماتریس واریانس-کواریانس بین متغیرهاست. بنابراین، در اینجا ماتریس همبستگی از طریق کواریانس به صورت رابطه(۲) محاسبه شد.

$$CO_{xy} = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{N} \qquad (۲)$$

قبل از شروع انجام تجزیه و تحلیل عاملی اعتبارسنجی تجزیه عاملی از طریق محاسبه‌ی دترمینان ضرایب همبستگی بین متغیرها و محاسبه معیار کایزر- مییر- آلکاین آزمون گردید. در مرحله چهارم بر اساس محاسبه‌ی ماتریس بارگویه ها، تعداد عامل‌های بدست آمده انتخاب گردید. در مرحله پنجم، به منظور شناسایی الگوهای همدید تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال مولد توفانهای شدید، بر اساس شش عامل بدست آمده از انجام تحلیل عاملی، روزهای توفانی با استفاده از فرمول حداقل فاصله اقلیدوسی بر اساس رابطه(۳)، تحلیل خوشه ای شدند.

$$e_{jk} = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} (x_{ij} - x_{ik})^2} \qquad (۳)$$

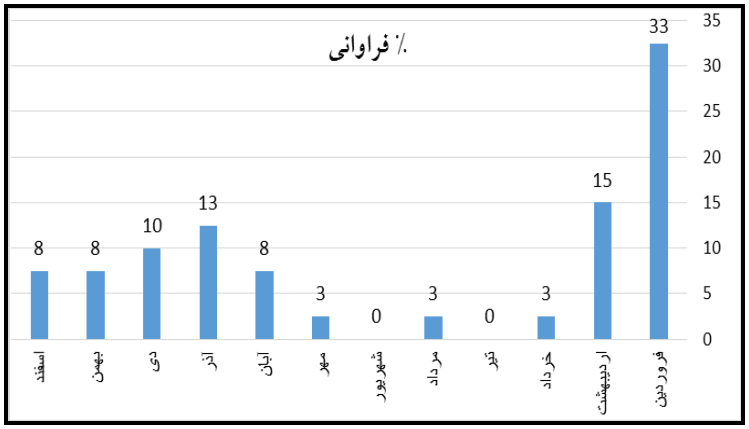
در این فرمول e_{jk} فاصله بین مشاهده j ام و k ام در یک مجموعه از مشاهدات است. e_{ij} مقدار متغیر i ام روی عضو j ام بوده و x_{ik} مقدار متغیر i ام روی عضو k ام بوده و n هم تعداد متغیرهای هر عضو است. در مرحله آخر، نقشه های مرکب مربوط به هر خوشه ترسیم اما به منظور تفسیر بهتر نقشه نهایتا یکی از روزهای واقع در هر خوشه با داشتن بیشترین میزان همبستگی با سایر اعضا بعنوان نماینده آن خوشه جهت تحلیل همدیدی انتخاب شد.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

بحث و یافته ها

بررسی اجمالی فراوانی رخداد توفانهای شدید سطح حوضه آبریز زاب حاکی از وقوع بیشترین فراوانی توفانها در فصول بهار و پاییز است. فروردین با ۳۳٪ بالاترین فراوانی و تیر و شهریور ماه کمترین تعداد رخداد توفانها را داشته است(شکل۲). در هنگام فصول گذر، امواج بادهای غربی از حالت مداری به نصف النهاری تبدیل شده و اغلب با عبور جبهه های سرد سیکلون ها و هوای ناپایدار همراه است. بطوریکه، بعد از وقوع بیش از ۸۰٪ توفانها شدید، هوای سطح حوضه با تاخیر یک یا دو روز نهایتا ناپایدار و بارش باریده است.



شکل(۲). نمودار توزیع مقیاس ماهانه درصد فراوانی توفانهای شدید سطح حوضه آبریز زاب طی۱۳۹۰-۱۳۶۴

الگوهای فشار تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال

نتایج حاصل از تنظیم ماتریس داده ها و تحلیل مولفه‌های مبنا بر روی ماتریس پراش ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال روزهای همراه با توفانهای شدید سطح حوضه آبریز زاب نشان داد که، مقدار آماره‌ی $KMO\geq 0/9$ است و خروجی محاسبه‌ی دترمینان ماتریس ضرایب همبستگی نیز برابر صفر بوده و همچنین بررسی اجمالی جدول ماتریس همبستگی بین عامل های استخراج شده هم حاکی از عدم وجود وابستگی بین آنها بود و عامل ها از همدیگر استقلال کامل داشتند(جدول۲)، بنابراین انجام تحلیل عاملی بسیار مناسب تشخیص داده شد. نتایج حاصل از تحلیل مولفه‌های مبنا با ۶ مولفه بدست آمده حاکی از امکان تبیین ۹۷/۴٪ از تغییرات ارتفاع فشار میانی جو در چارچوب مورد بررسی بود(جدول۳).

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

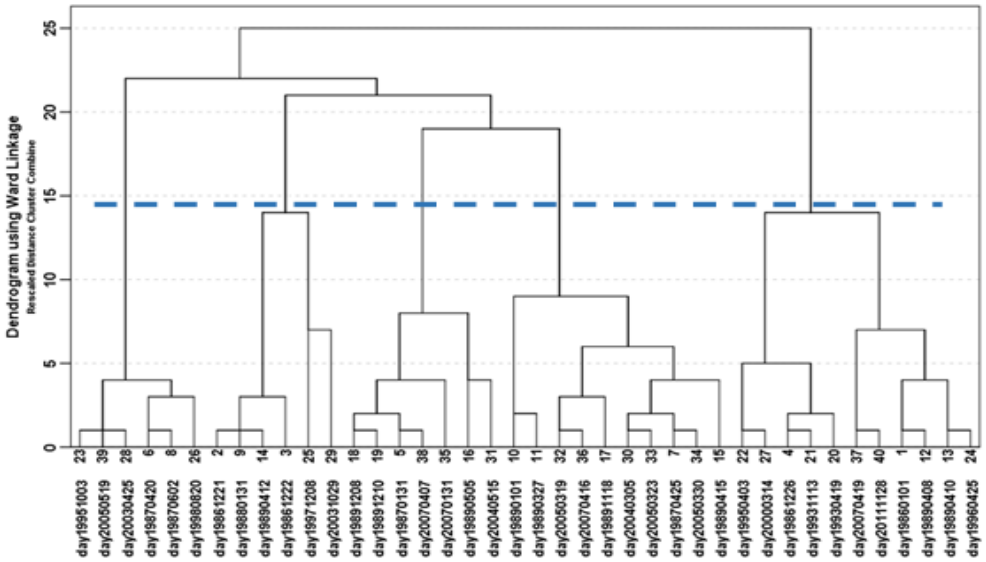
جدول(۲). ماتریس کوواریانس اندازه عاملها

عامل	اول	دوم	سوم	چهارم	پنجم	ششم
اول	۱	۰	۰	۰	۰	۰
دوم	۰	۱	۰	۰	۰	۰
سوم	۰	۰	۱	۰	۰	۰
چهارم	۰	۰	۰	۱	۰	۰
پنجم	۰	۰	۰	۰	۱	۰
ششم	۰	۰	۰	۰	۰	۱

از آنجا که مولفه‌ی اول به تنهایی ۴۵/۲٪ از تغییرات تراز ۵۰۰hp را تبیین می‌کند، مدل مذکور پذیرفته شد. پس از انجام تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام "*وارد*" بر روی ماتریس نمرات ۶ مولفه اصلی، روزهای همراه با توفانهای شدید در فاصله اقلیدوسی ۱۴ در پنج خوشه متفاوت از همدیگر تفکیک شدند(شکل۳).

جدول(۳). درصد تبیین پراش مولفه‌های شناسایی شده‌ی تراز hp ۵۰۰ روزهای وقوع توفان شدید

عامل	اول	دوم	سوم	چهارم	پنجم	ششم
درصد تبیین پراش	۴۵/۲	۲۴	۱۵/۲	۸/۶	۲/۷	۱/۷
درصد فراوانی تجمعی تبیین پراش	۴۵/۲	۶۹/۲	۸۴/۴	۹۳	۹۵/۷	۹۷/۴



شکل(۳). نمودار درخت خوشه بندی روزهای توفانی خط بریده بریده تقسیم کننده

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

نتایج حاصل از بررسی مقیاس توزیع فراوانی روزهای واقع در هر خوشه نشان داد که ۵۲٪ از روزهای همراه با حاکمیت الگوی همدید تراف عمیق در اردیبهشت و آذرماه اتفاق افتاده است(جمعا ۱۲ توفان) و ۲۶٪ دیگر به ماههای آذر، بهمن و اسفند(هر کدام دو توفان) اختصاص می یابد. درصد وقوع الگوی همدید سردچال جوی شرق ترکیه در آذر ماه به تنهای ۳۳٪ بود. این توزیع برای وقوع الگوی تراف کم عمیق جنوب مدیترانه در ماه فروردین به تنهایی ۵۰٪ شد. بررسی توزیع فراوانی الگوهای همدید واقع در هر گروه عمده حاکی از این بود که، گروه تراف عمیق فراوان ترین وقوع الگوی همدید تراز میانی جو است و با اختصاص ۶۰٪ از کل الگوها، سبب ایجاد توفانهای شدید در سطح حوضه آبریز زاب شده است. الگوی تراف کم عمق و الگوی سردچال جوی به ترتیب با ۲۵٪ و ۱۵٪ در رتبه های بعدی قرار دارند. نامگذاری الگوهای همدید شناسایی شده روزهای توفانی بر اساس شرایط جوی حاکم بر روزهای انتخاب شده در تراز میانی جو می باشد که در جدول۴ به تفکیک آمده است.

جدول(۴). توزیع فراوانی ماهانه الگوهای همدید روزهای توفانی هر خوشه

الگوی همدید	گروه	فر	ار	خر	مر	مه	آب	آذ	دی	به	اس	٪
سردچال جوی شرق ترکیه	اول	۱	۰	۰	۰	۰	۱	۲	۱	۱	۰	۱۵
تراف عمیق شرق اروپا- مرکز ترکیه	دوم	۱	۲	۱	۱	۱	۰	۰	۰	۰	۰	۱۵
تراف عمیق شرق روسیه-شرق ترکیه		۱	۲	۰	۰	۰	۰	۲	۰	۲	۰	۱۷/۵
تراف عمیق شرق اروپا- غرب یونان		۵	۱	۰	۰	۰	۱	۰	۱	۰	۲	۲۷/۵
تراف کم عمق جنوب مدیترانه	سوم	۵	۱	۰	۰	۰	۱	۱	۲	۰	۱	۲۵
مجموع		۱۳	۶	۱	۱	۱	۳	۵	۴	۳	۳	۴۰
درصد فراوانی ماهانه		۳۲/۵	۱۵	۲/۵	۲/۵	۲/۵	۷/۵	۱۲/۵	۱۰	۷/۵	۷/۵	۱۰۰

پرواضح است که، در هر سه گروه الگوی همدید شناسایی شده نقش آرایش وزش شدید نصف النهاری امواج بادهای غربی و جریانهای عمیق تراز میانی جو کاملاً بارز و آشکار است. اگرچه شباهت‌هایی در وجه تسمیه بین برخی الگوهای شناسایی شده وجود دارد، ولی تفاوت‌های زیادی در شرایط جوی حاکم بر آنها دیده می‌شود که در ادامه به تشریح آنها پرداخته می شود.

جهت تفسیر شرایط همدیدی روزهای توفانی واقع در هر خوشه به دلیل تعدد روزها، بر اساس محاسبه همبستگی بین تغییرات داده های تراز میانی جو روزهای واقع در هر خوشه با

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

میانگین همان خوشه که در جدول۵ آمده امکان انتخاب نزدیک ترین روز ممکن به میانگین هر خوشه به عنوان روز نماینده فراهم شد. همچنانکه ملاحظه می شود همبستگی بسیار بالا و معنی داری(در سطح۹۹٪) در اکثر روزهای منتخب هر خوشه وجود دارد. از اینرو در ادامه، شرایط جوی روزهای مذکور مبنای تحلیل همدیدی قرار خواهد گرفت.

جدول(۵). همبستگی تغییرات ارتفاع تراز hp ۵۰۰ روز نماینده هر الگو با الگوی میانگین خوشه

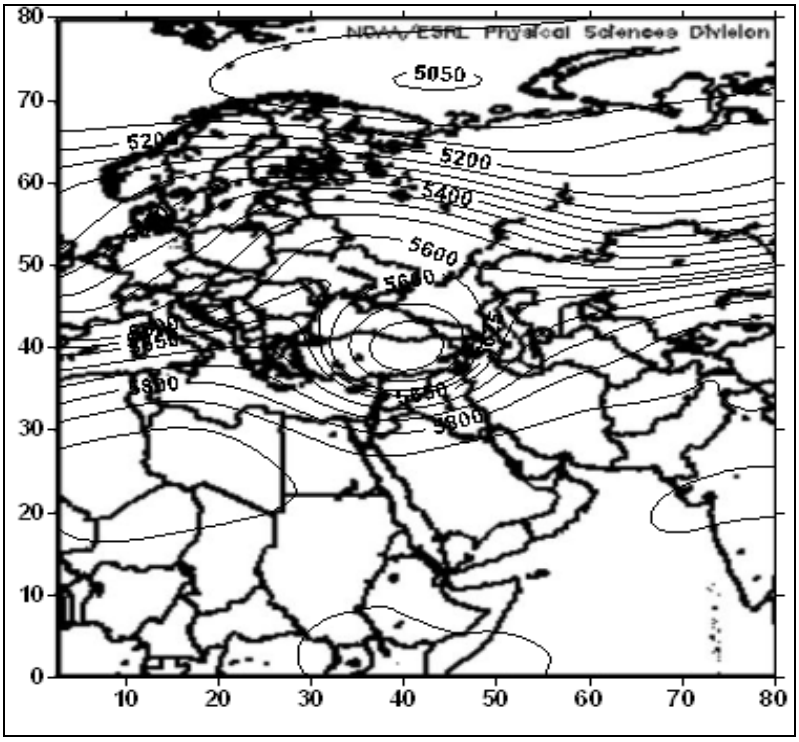
الگوی همدید	دوم	اول	سوم	پنجم	چهارم
	سردچال جوی	تراف عمیق			تراف کم عمق
روز نماینده	۲۰۰۳/۱۰/۲۹	۱۹۹۵/۱۰/۰۳	۲۰۰۷/۰۱/۳۱	۱۹۸۶/۱۲/۲۶	۲۰۰۵/۰۳/۳۰
همبستگی با الگوی میانگین	۰/۹۵**	۰/۹۶**	۰/۹۷**	۰/۹۱۷**	۰/۹۶۷**
متوسط همبستگی درون گروهی	۰/۸۷	۰/۸۷	۰/۸۷	۰/۸۶	۰/۸۶

الگوی سردچال جو بالایی شرق ترکیه

شرایط حاکم بر این الگوی همدیدی به گونه ای است که، در امتداد مدار ۳۵ درجه عرض جغرافیایی، زبانه ای از مرکز کم ارتفاع ورتکس قطبی به سمت عرض های جغرافیایی پایین تر تا سواحل شمالی شرقی دریای مدیترانه نفوذ کرده است و بسته کم ارتفاعی از آن مانند پیچان رود همراه با امواج بادهای غربی بریده شده و جت استریم های همراه با آن بر بالای منطقه مرکز ترکیه-جنوب دریای سیاه قرار می گیرد. همچنانکه از نقشه الگوی روز ۲۰۰۳/۱۰/۲۹ پیداست حداکثر ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال برای چاله‌ی کم ارتفاع و توده وسیع هوای سرد مذکور حدود ۵۴۵۰ متر از سطح زمین است. در چنین شرایطی پر ارتفاع جنب حاره نیز روی نیمه جنوبی و جنوب شرقی ایران تسلط دارد و ارتفاع تراز میانی جو در آنجا به ۵۸۵۰ متر می رسد. بدین ترتیب، اثر نزول دینامیکی این پر ارتفاع برای اتمسفر ایران در حداقل است. از بررسی امواج بادهای غربی یکی دو روز قبل از این الگو می توان چنین استنباط کرد که، وزش شدید نصف النهاری بادهای غربی سبب شده که در شرق اروپا تراف مورب نسبتا عمیقی از حوالی کشورهای اروپای شرقی تا یونان در امتداد نصف‌النهار ۴۰-۲۵ درجه شرقی شکل بگیرد. از آنجا که حوضه آبریز زاب در قسمت جلوی این سردچالها قرار گرفته و یا به عبارتی، در زیر منطقه‌ی واگرایی بالایی(نیمه‌ی راست(شرقی) سردچال) واقع شده، برای مدت طولانی از ناپایداری های ناشی از این سیستم همدید بهره مند می شود. زیرا ماندگاری و حفظ گردش

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

سیکلونی سیستم مذکور به مدت زیاد در منطقه، ناپایداری های طولانی مدت و شدیدی را در قسمت جلو خود موجب می گردد(شکل۴).



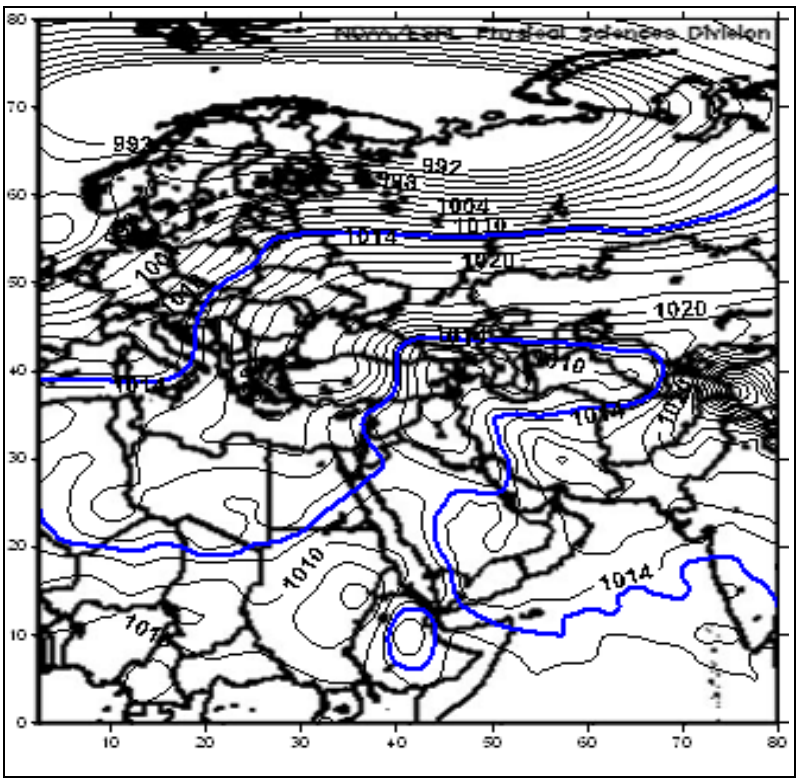
شکل(۴). نقشه الگوی سردچال جو بالایی(ارتفاع تراز سطح ۵۰۰)

به طوریکه، همچنانکه در نقشه‌ی مرکب فشار سطح دریا پیداست، یک مرکز پرفشار حرارتی نسبتاً قوی با فشار هسته مرکزی حدود ۱۰۴۰ میلیبار بر روی فلات تبت قرار گرفته و دو زبانه فشار قوی آن یکی به سمت جنوب شرقی ایران و یکی هم در راستای مدار ۴۵ درجه عرض جغرافیایی به صورت کمانی پس از دور زدن کشورهای همسایه شمال ایران و شرق اروپا تا مصر و لیبی کشیده شده است. از طرفی یک سامانه کم فشار قوی حدود ۱۰۰۰ میلیبار بر روی منتهی الیه شمال غربی ایران مشاهده می گردد که با سامانه کم فشار سودان در راستای محور جنوب غربی- شمال شرقی به هم مرتبط می باشد. نحوه آرایش قرارگیری این دو سیستم نسبتا قوی در راستای خط مورب به گونه ای است که خطوط همفشار در مرز آنها به هم فشرده شده

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

و باعث ایجاد گرادیان شدید انرژی و متعاقب آن وزش بادهای با سرعت حدود ۳۲ متر برثانیه از سمت جنوب و جنوب غرب در سطح حوضه آبریز زاب می گردد.



شکل(۵). نقشه الگوی سردچال جو بالایی(فشار سطح دریاهای آزاد)

گروه الگوی تراف عمیق شرق اروپا-غرب یونان

در یک نگاه کلی، همچنانکه از الگوی همدید تراز میانی جو روز ۱۹۸۶/۱۲/۲۶ پیداست، یک تراف کوتاه اما عمیق بر بالای کل منطقه مدیترانه مرکزی مستقر شده است. ورتکس قطبی به عرض های جغرافیایی پایین تر از حد نرمال خود نفوذ کرده است. به طوری که، خط هم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال روی مدار ۵۵ درجه‌ی عرض جغرافیایی در امتداد نصف النهار ۲۰ درجه ی طول جغرافیایی شرقی کمتر از ۵۳۵۰ متر است . بعلاوه، در ارتفاع سطح مذکور، پرفشار جنب حاره نیز بر بالای عرض های جغرافیایی پایین تر مستقر شده است و حداکثر تاثیرات اقلیمی آن به سواحل جنوبی دریای عمان رسیده است. از طرفی، نحوه‌ی آرایش امواج

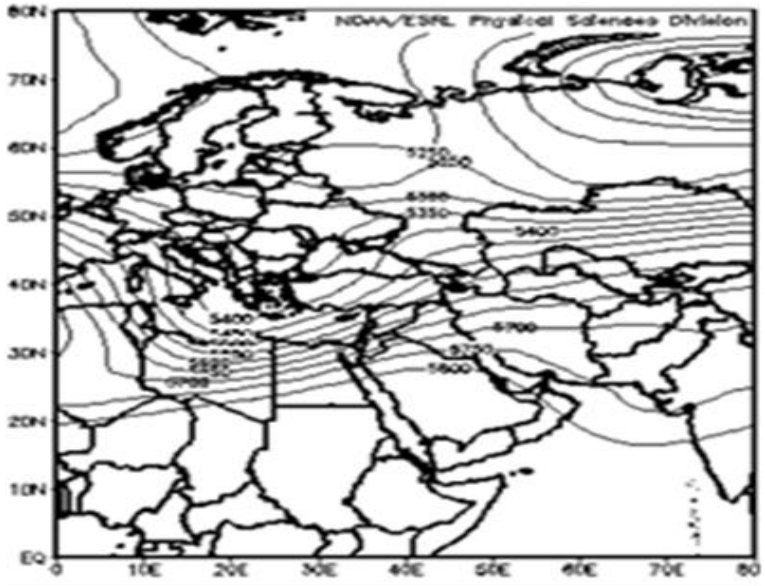
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

بادهای غربی به گونه ای است که، محل فرود عمیق موج کوتاه بادهای غربی بر بالای کشور یونان قرار دارد. محور این تراف از نقطه ی ۴۰ درجه ی عرض شمالی و ۲۰ درجه ی طول شرقی از شمال یونان تا شمال غربی لیبی امتداد داشته است. عمق تراف مذکور حدود ۲۵ درجه عرض جغرافیایی بوده و اختلاف ارتفاع آن به ۳۵۰ متر می رسد. از آنجا که، فاصله ی خطوط هم ارتفاع تراز ۵۰۰ هکتوپاسکال خیلی به هم نزدیک و فشرده شده است، سرعت بادهای غربی در لایه های میانی جو به ۳۰ متر در ثانیه رسیده و رودباد نسبتاً تندی بوجود آورده است. به طوری که، محور آن در امتداد جهت جنوب غربی از غرب ترکیه تا جنوب الجزایر کشیده شده است.

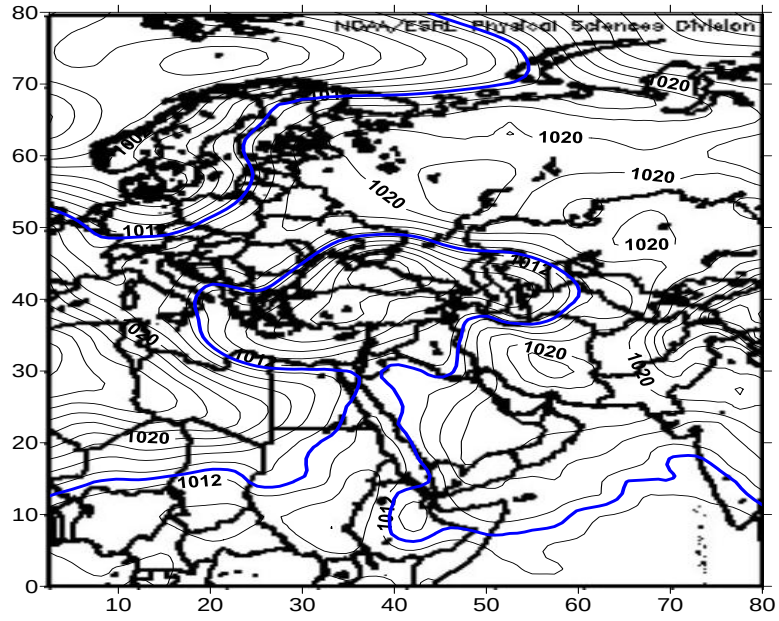
از بررسی مقیاس توزیع زمانی روزهای توفانی مشخص شد که، بادهای شدید ناشی از الگوی مذکور بطور عمده در فروردین ماه اتفاق افتاده اند. در این زمان، آرایش الگوی بادهای غربی به وزش نصف النهاری تمایل داشته و زمان ماندگاری سیستم های همدید در منطقه طولانی تر گشته و شرایط ناپایداری تداوم می یابد. بررسی نقشه پراکندگی مراکز فشار سطح دریاهای آزاد حاکی از کشیده شدن زبانه فرابار سیبری تا شبه جزیره عربستان و اروپای مرکزی است. بر روی نواحی مرکزی ایران نیز یک سیستم پرفشار قوی با فشار هسته مرکزی ۱۰۲۰ میلیبار حاکم است. از طرفی، سیستم کم فشار نسبتاً قوی نیز با منحنی همفشار درونی ۱۰۰۲ میلیبار بر روی دریای سیاه تشکیل شده است. نحوه آرایش قرارگیری این دو سیستم نسبتاً قوی و متضاد نسبت به گونه ای است که حوضه‌ی آبریز زاب در محل برخورد دو توده هوای سرد و خشک عرض های جغرافیایی بالا و هوای گرم و مرطوب عرض های جغرافیایی پایین تر است. همچنانکه پیداست، فاصله‌ی خطوط همفشار در سطح حوضه کمتر و بهم فشرده تر می شوند. بنابراین، گرادیان فشار، اختلاف دما، تغییر جهت بادها و میزان تبادل انرژی به حداکثر میزان خود می رسد و نهایتا بادهای با سرعت بالا حدود ۲۷ متر برثانیه از سمت غرب و جنوب غرب به وقوع پیوسته است(شکل۶).

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]



(الف)



شکل(۶). نقشه الگوی تراف عمیق(الف: سطح ۵۰۰)و (ب: فشار سطح دریاهای آزاد)

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

الگوی تراف کم عمق جنوب مدیترانه

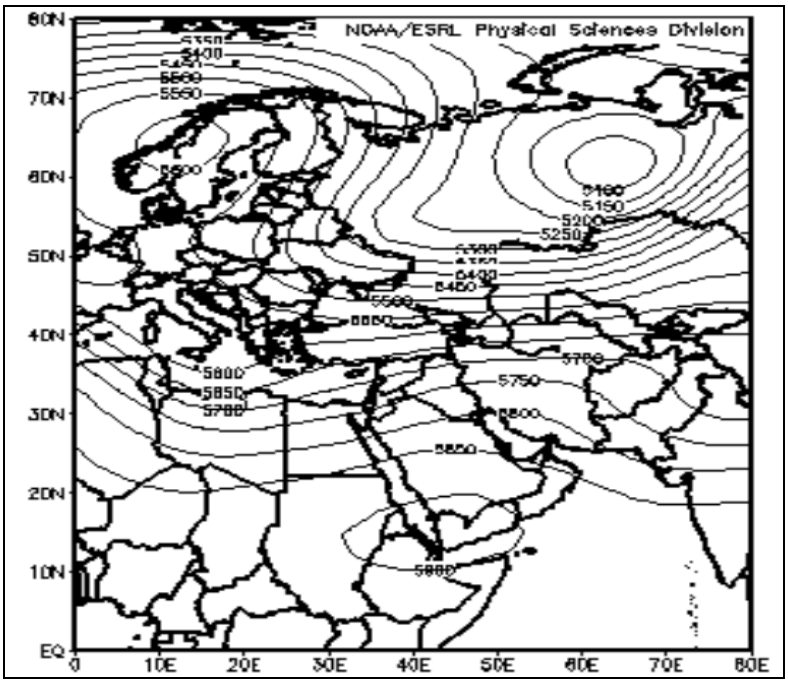
در الگوی تراز میانی جو روز ۲۰۰۵/۰۳/۳۰ به لحاظ موقعیت مکانی، ورتکس قطبی بر روی مدار ۴۳درجه‌ی عرض جغرافیایی کشیده شده است. به طوری که، خط ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال روی مدار مذکور کمتر از ۵۵۰۰ متر است. از طرفی، پرفشار جنب حاره بر اتمسفر بالای منطقه‌ی جنوب شبه جزیره‌ی عربستان مستقر بوده و تاثیر چندانی از نظر اقلیمی بر ناپایداری جو نیمه شمالی ایران ندارد. نحوه‌ی آرایش امواج بادهای غربی به گونه ای است که، ترافی با طول موج نسبتاً بلند از غرب دریای مدیترانه تا مرزهای شرقی ایران بر روی کشور بوجود آمده و محور آن در راستای نصف النهار ۱۰ تا ۴۰ درجه طول جغرافیای شرقی از سرزمینهای روسیه تا آفریقا امتداد دارد. در این بین، بر روی مرکز دریای مدیترانه تراف موج کوتاه آن عمیق تر و تقویت شده است. محور این تراف موج کوتاه از نقطه‌ی ۳۸ درجه‌ی طول شرقی و ۱۸ درجه‌ی عرض جغرافیایی شمالی از مدیترانه مرکزی تا مرکز صحرای آفریقا در امتداد نصف النهار ۱۸ درجه‌ی طول شرقی کشیده شده است. ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال پایین ترین نقطه‌ی محور این تراف موج کوتاه ۵۸۵۰ متر است. عمق تراف حدود ۲۰ درجه‌ی عرض جغرافیایی و اختلاف ارتفاع آن به ۱۵۰ متر می رسد. به طوری که، بر بالای سواحل جنوبی دریای مدیترانه فاصله‌ی خطوط هم ارتفاع سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال به همدیگر نزدیک و فشرده شده است. در نتیجه، در تراز میانی جو رودبادی با هسته‌ی متوسط سرعت حدود ۲۰ متر بر ثانیه در امتداد سواحل جنوبی دریای مدیترانه تا شمال غربی ایران بوجود آمده است. این رودباد هوای لایه های میانی جو بالای دریای مدیترانه و حتی اقیانوس اطلس را به سمت حوضه‌ی آبریز دریاچه‌ی ارومیه پمپاژ و هدایت می‌کند. بررسی موقعیت مکانی سیستم های همدید سطح دریاهای آزاد نشان می دهد که، در امتداد مدار ۴۰ درجه عرض جغرافیایی یک سیستم کم فشار بسیار قوی با فشار هسته مرکزی کمتر از ۱۰۰۰ میلیبار بر روی سرزمینهای سیبری مستقر است و در امتداد همان مدار به سمت غرب یک سیستم پرفشار قوی با فشار هسته مرکزی بالای ۱۰۳۰ میلیبار روی اروپای شمالی مستقر شده که از سمت جنوب با پرفشار حرارتی روی فلات ایران ادغام شده است. از طرفی، یک سیستم کم فشار مهاجر نسبتا ضعیف تر بر روی شمال شبه جزیره عربستان حاکم است. بدین سان که ایران به طور کامل به استثنای نوار مرز غربی تحت تسلط سیستم پر فشار وسیع است(شکل۷و ۸).

نحوه آرایش مکانی سیستم پرفشار مذکور با سیستم کم فشار روی شمال شبه جزیره عربستان به گونه ای است که، برخورد هوای سرد و خشک عرض های جغرافیایی بالا و هوای گرم و مرطوب عرض های جغرافیایی پایین همراه با فراهم بودن شرایط صعود اورگرافیک به

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

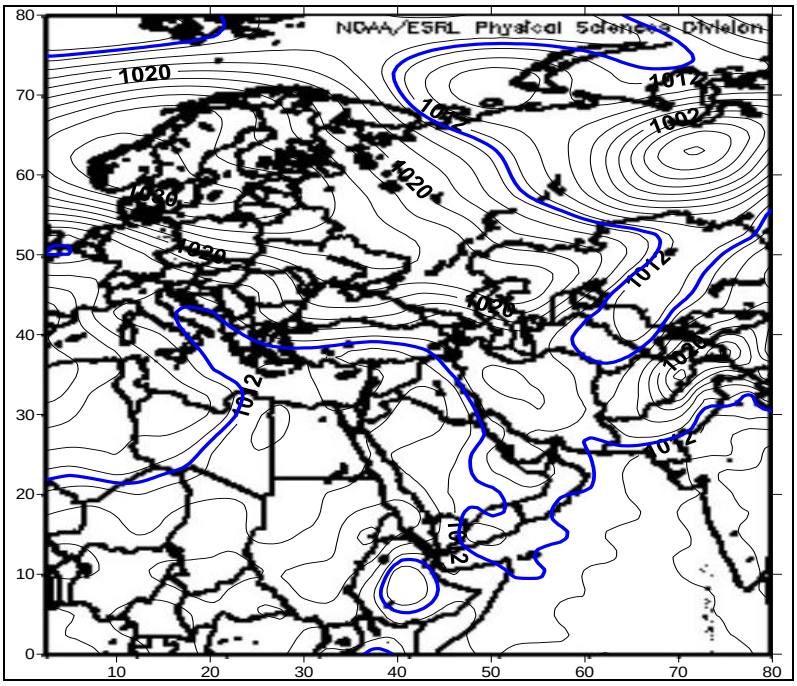
دلیل وجود ارتفاعات زاگرس در غرب و جنوب منطقه‌ی مورد مطالعه، شرایط جو ناپایداری را در حاشیه آن دو فراهم آورده است. به طوریکه، منطقه‌ی مورد مطالعه از نظر موقعیت مکانی، در محل برخورد دو سیستم هوای متفاوت قرار گرفته است و بر روی نوار غربی ایران و حوضه آبریز دریاچه ارومیه فاصله خطوط همفشار فشرده شده و گرادیان شدید حرارتی ناشی از نحوه قرارگیری این دو سیستم باعث شدت زیاد تبادل انرژی و نهایتا وزش سریع جریان هوا و وقوع بادهای شدید حدود ۲۵ متر بر ثانیه از سمت جنوب و جنوب غربی در روز ۲۰۰۵/۰۳/۳۰ گردیده است.



شکل(۷). نقشه الگوی تراف کم عمق (ارتفاع تراز سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال)

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]



شکل(۸). نقشه الگوی تراف کم عمق (فشار سطح دریا)

نتیجه گیری و پیشنهادات

هدف از این پژوهش شناسایی و تحلیل همدید توفانهای شدید حوضه آبریز زاب طی بازه‌ی زمانی ۱۳۶۴/۰۱/۰۱ تا ۱۳۹۰/۱۲/۲۹ (۹۸۶۱ روز) با رویکرد محیطی به گردشی است. به کمک سه آستانه‌ی اندازه سرعت باد و فراگیر بودن و محاسبه صدک ۹۰ اُم سرعت باد تعداد ۴۰ روز از فراگیرترین و شدیدترین توفانهای سطح حوضه انتخاب شد. وقوع اینگونه توفانها به استثنای فصل تابستان در تمام طول سال مشاهده شد. پس از اخذ و جمع آوری داده های ارتفاعی تراز پایین و میانی جو از مرکز ملی اقیانوس و جو شناسی ایالات متحده امریکا، بر روی ماتریس همپراش داده‌های ارتفاعی تراز میانی جو، تحلیل مولفه‌های مبنا انجام شد و ۶ مولفه ۹۷/۴ درصد از تغییرات ارتفاع فشار میانی جو را تبیین کردند. برای شناسایی الگوهای همدیدی بر روی نمرات مولفه‌ها تحلیل خوشه‌ای به روش ادغام *وارد* انجام شد. نهایتا، پنج الگوی همدید موثر بر توفانهای مذکور شناسایی شدند. نتیجه این مطالعه با کار ارزشمند مفیدی(۱۳۸۳) همخوانی دارد. آنجا که ایشان نفوذ محور تراف عرضهای میانی جو به سمت شرق دریای مدیترانه را موجب افزایش شیب تغییرات فشار روی منطقه خاورمیانه می دانند و نمونه بارزتر

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]
[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

دیگر نتیجه کار ارزشمند هارناک و دیگران(۱۹۹۷) است که به تاثیر نزدیک شدن فرود تراز میانی جو و شکل گیری بادهای شدید ایالت اوتا پی برد.

بطور کلی، در این مطالعه نتیجه گیری شد که، فروردین با ۳۳٪ بالاترین فراوانی بیشترین تعداد رخداد توفانها را داشته و ۵۲٪ از روزهای همراه با حاکمیت الگوی همدید تراف عمیق در اردیبهشت و آذرماه اتفاق افتاده است. از طرفی، گروه تراف عمیق با اختصاص ۶۰٪ از کل الگوها، فراوان ترین وقوع الگوی همدید تراز میانی جو بوده که سبب ایجاد توفانهای شدید در سطح حوضه آبریز زاب شده است. به دلیل ناهنجاری های جابجایی ورتکس قطبی و موقعیت جت استریم ها و باندهای طوفانی مربوط به آنها انتقال انرژی از عرض های جغرافیایی بالا به سوی عرض های پایین تر بیش از حد معمول خود صورت گرفته و در نتیجه، گستره‌ی فعالیت و سیطره‌ی بادهای غربی بر روی منطقه‌ی مورد مطالعه بیشتر شده و متعاقب آن سه الگوی همدیدی تراف عمیق، سردچال جوی بالایی و تراف کم عمق شکل گرفته اند. در اکثریت قریب به اتفاق الگوهای همدید مذکور زبانه بسیار کم ارتفاع و نسبتا قوی از عرضهای جنب قطبی به طور مستقیم یا مورب نسبت به مدارات به سوی عرضهای جغرافیایی پایین تر تا حوالی مدار ۵۰ تا ۶۰ درجه نفوذ کرده است و این زبانه ها به صورت امواج عمیقی در سمت عقب خود هوای سرد عرضهای بالا را به سمت پایین و در سمت جلوی موج هوای گرم عرضهای پایین را به سمت بالا سوق می دهد. در نتیجه در سطح زمین به ترتیب سامانه های پرفشار و کم فشار در دو طرف زیر موج تشکیل می شود و در حد فاصل این دو به دلیل تضاد شدید حرارتی گرادیان فشار به حداکثر میزان خود می رسد. در نتیجه حاکمیت الگوهای همدید مذکور، به دلیل تشدید و تقویت سیستم های فشار در سطح بالا و سطح زمین، بادهای شدید مورد نظر در سطح حوضه‌ی آبریز زاب بوجود آمده اند. به طوری که، به هنگام وقوع بادهای مذکور، محور ترافها به سمت عرضهای جغرافیایی پایین عمیق تر شده و موقعیت منطقه مورد مطالعه نسبت به اغتشاشات سطح بالا(سطح ۵۰۰ هکتوپاسکال) به گونه ای بوده که، یا در زیر منطقه‌ی واگرایی بالایی جلو تراف عمیق امواج کوتاه بادهای غربی قرار گرفته، یا در زیر قسمت جلوی سردچال جو بالایی واقع شده و یا اینکه در زیر قسمت جلوی تراف موج بلند بادهای غربی قرار گرفته است. از طرفی، در سطح زمین نحوه آرایش قرارگیری سیستم های همدید نسبتاً قوی و متضاد نسبت به هم به گونه ای بوده است که حوضه‌ی آبریز زاب در محل برخورد دو توده هوای متضاد عرض های جغرافیایی بالا و پایین تر قرار گرفته است. همچنانکه از نقشه سطح دریاهای آزاد همه الگوها پیداست، فاصله‌ی خطوط همفشار در سطح حوضه کمتر و بهم فشرده تر شده و بنابراین، گرادیان فشار، اختلاف دما، تغییر جهت بادها و میزان تبادل انرژی به

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

حداکثر میزان خود می رسد و نهایتا بادهای با سرعت بالا عمدتا از سمت غرب و جنوب غرب به وقوع پیوسته است. با این توصیف نظر به اینکه، ۴۷/۵٪ از کل توفانهای سالانه سطح حوضه-ی آبریز زاب به فروردین و اردیبهشت ماه اختصاص دارد و این موقع از سال همزمان با اوج شکوفه دهی درختان است از اینرو، ارائه‌ی راهکارهای اساسی از دیدگاه علوم مختلف در این خصوص ضرورتی اجتناب ناپذیر است. با این توصیف، از دیدگاه اقلیم شناسی همدید در راستای جلوگیری یا کاهش خسارت های مالی و حتی جانی ناشی از وقوع توفان های شدید که همواره یکی از تهدیدهای طبیعی برای ساکنان منطقه است پیشنهاد می گردد که راهکارهای ذیل مد نظر قرار گیرد:

- با توجه به توزیع زمانی، مکانی و حجم خسارت احتمالی تندبادها و به منظور جلوگیری یا کاهش خسارت، سامانه‌ی هشدار اولیه‌ی توفان[1] در سطح حوضه‌ی آبریز زاب طراحی و نصب گردد. تا با مشاهده‌ی نزدیک شدن الگوی همدید شبیه به یکی از پنج الگوی شناسایی شده اطلاع رسانی و اقدامات پیش گیرانه صورت گیرد.

- جهت کاهش سرعت بادها و حفاظت شهرها و روستاها از خسارتهای ناشی از وقوع توفان های شدید سیاست های مناسب دولت توسط شهرداری ها و جهاد کشاورزی در قالب ایجاد کمربند سبز اعمال گردد.

[1] - Wind early warning system

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

منابع و ماخذ

۱.اسدی، مهدی؛ انتظاری، علیرضا و اکبری، الهه(۱۳۹۲). **مکان‌یابی نیروگاه های بادی در شمال شرق کشور با استفاده از روش AHP و سیستم اطلاعات جغرافیایی**، مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، ۱۴: ۱۱-۲۹.

۲.امیدوار، کمال و نکونام، زری(۱۳۹۰). **کاربرد گلباد و گل غبار در تحلیل پدیده گرد و خاک و تعیین رژیم فصلی بادهای همراه با این پدیده - مطالعه موردی: شهر سبزوار**، پژوهش‌های جغرافیای طبیعی، ۷۶: ۱۰۴-۸۵.

۳.امیدوار، کمال(۱۳۹۳). **بررسی و تحلیل همدید شدیدترین توفان‌های سیاه و گرد و غباری در فصول مختلف استان یزد**، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، ۲: ۱۱۸-۹۹.

۴.براتی، غلامرضا و عاشوری، فاطمه(۱۳۸۶). **طراحی‌الگوهای همدید شدیدترین بادهای های کرانه جنوبی دریای خزر طی سال های(۸۸-۱۳۶۶)**، پژوهش‌های جغرافیایی، ۶۲: ۸۰-۶۷.

۵.جهانگیری، زهره، رحیم زاده، فاطمه و کمالی، غلامعلی(۱۳۸۴). **محاسبه انرژی باد با استفاده از توزیع ویبول دو پارامتره**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، ۷۶: ۱۷۰-۱۵۱.

۶.حسین زاده، سید رضا(۱۳۷۶). **بادهای ۱۲۰روزه سیستان**، فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، سال دوازدهم، ۴۶: ۱۲۷-۱۰۳.

۷.حسینی، سید باقر(۱۳۷۹). **مطالعه سینوپتیکی های توفانهای شدید در تهران**، پایان نامه کارشناسی ارشد، هواشناسی، دانشکده منابع طبیعی، دانشگاه تربیت مدرس.

۸.حلبیان، امیرحسین و حسینعلی پورجزی، فرشته(۱۳۹۳). **تحلیل فراوانی رودبادهای مرتبط با بارش‌های حدی و فراگیر در کرانه‌های غربی خزر**، تحقیقات جغرافیایی، ۱۱۲: ۲۲۰-۲۰۵.

۹.خوشحال، جواد و قانقرمه، عبدالعظیم(۱۳۸۸). **شناسایی و معرفی الگوهای همدیدی موجد ترازهای توفانی بالاتر از نیم متر در سواحل جنوبی**، تحقیقات جغرافیایی، ۹۵: ۱۵۲-۱۳۱.

۱۰. ذوالفقاری، مرتضی(۱۳۸۳). **تعیین الگوی سینوپتیکی بادهای با سرعت بیش از ۳۶ کیلومتر در ساعت استان قم جهت پیش بینی به موقع آن**، سازمان مدیریت و برنامه ریزی قم، ۳۲۶.

۱۱. ذوالفقاری، حسن؛ معصومپور سماکوش، جعفر؛ شایگان مهر و شاپور و محمد احمدی(۱۳۹۰). **بررسی همدید توفانهای گرد و غبار در مناطق غربی ایران طی سالهای ۸۸-۱۳۸۴ (مطالعه موردی موج فراگیر تیر ماه ۱۳۸۸)**، مجله جغرافیا و برنامه، ۴۳: ۳۴-۱۷.

۱۲. سازمان انرژی اتمی(۱۳۸۲). **بررسی پتانسیل انرژی باد جهت ایجاد نیروگاه برق بادی در منطقه نطنز**، جواد راحلی سلیمی، طرح تحقیقاتی کاربردی مرکز توسعه انرژی های نو، ۱۱۵.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

۱۳. رضایی بنفشه، مجید؛ جهانبخش، سعید؛ دین پژوه، یعقوب و اسمعیل پور، مرضیه(۱۳۹۳). **امکان‌سنجی استفاده از انرژی باد در استان های اردبیل و زنجان**، پژوهش های جغرافیای طبیعی، دوره ۴۶، ۳: ۲۶۱-۲۷۴.

۱۴. زاهدی، مجید؛ صلاحی، برومند و جمیل، مجید(۱۳۸۴). **محاسبهٔ چگالی و توان باد به منظور استفاده از انرژی آن در اردبیل**، پژوهش های جغرافیایی، ۵۳: ۵۵-۴۱.

۱۵. عابدزاده، حیدر (۱۳۸۴). **تحلیل سینوپتیک سیستم‌های گرد و غبار در غرب**، استاد راهنما حسن ذوالفقاری، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۱۶.

۱۶. علمداری، پوریا؛ نعمت الهی، امید؛ سیدمجتبی، میرحسینی؛ رجبی، علی اکبر عالم(۱۳۹۰). **بررسی پتانسیل انرژی باد در استان اردبیل جهت احداث نیروگاه برق بادی**، مجموعه مقالات اولین کنفرانس بین المللی روندهای در حال ظهور در حفاظت انرژی تهران، ۳۰-۲۹ آبان.

۱۷. علیجانی، بهلول و رئیس پور، کوهزاد(۱۳۹۰). **تحلیل آماری، همدیدی طوفان‌های گردوخاک در جنوب‌شرق ایران (مطالعه‌ی موردی: منطقه‌ی سیستان)**، فصلنامه مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، ۵: ۱۳۰-۱۰۷.

۱۸. کمیجانی، فرشته؛ نصراللهی، علی؛ شهرزاد، ناهید و نظری، نرگس(۱۳۹۱). **تحلیل و بررسی الگوی باد سواحل شمالی خلیج فارس بر اساس بادهای نظامند، نسیم دریا و نسیم خشکی**، مجموعه مقالات دهمین همایش بین المللی سواحل، بنادر و سازه های دریایی، ۲۹ آبان تا ۱ آذرماه سال ۱۳۹۱، هتل المپیک تهران.

۱۹. مرجانی، سید صدرالدین(۱۳۷۲). **بررسی سینوپتیکی بادهای شدید بیش از ۱۵ متر بر ثانیه(توفان) در خراسان**، پایان نامه کارشناسی ارشد اقلیم شناسی، دانشگاه تهران، مؤسسه ژئوفیزیک.

۲۰. مفیدی، عباس(۱۳۸۳). **اقلیم شناسی سینوپتیکی بارشهای سیل زا با منشا منطقه ی دریای سرخ در خاورمیانه**، تحقیقات جغرافیایی، ۷۳: ۹۳-۷۱.

۲۱. مهرشاهی، داریوش و نکونام، زری(۱۳۸۸). **بررسی آماری پدیده گرد و غبار و تحلیل الگوی وزش بادهای گرد و غبارزا در شهرستان سبزوار**، جغرافیا، ۲۲: ۱۰۴-۸۸

۲۲. یارنال، برنت(۱۹۹۳). **اقلیم‌شناسی همدید و کاربرد آن در مطالعات محیطی**، ترجمه‌ی سیدابوالفضل مسعودیان(۱۳۸۵)، انتشارات دانشگاه اصفهان.

Abatzoglou, J.T., Barbero, R., and Nauslar, J.N., (2013). ***Diagnosing Santa Ana Winds in Southern California with Synoptic-Scale Analysis***. Wea. Forecasting, 28: 704–710.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

Elizabeth N. Cassano, Amanda H. Lynch, John J. Cassano, and Melinda R., (2005). ***Classification of synoptic patterns in the western Arctic associated with extreme events at Barrow, Alaska***. Climate Research, December: 1-38.

Harnack, RP, Jensen, DT, Cermak, JR., (1997). ***Investigation to Upper-air Conditions Occuring with Warm Season Severe Wind Events in Utah*.** Weather and Forecasting, 12: 282-293.

Klink, K., (2015),"***Seasonal patterns and trends of fastest 2-min winds at coastal stations in the conterminous USA***" International Journal of Climatology, 4: Published online in Wiley Online Library (wiley online library.com) DOI: 10.1002/joc.4275.

Oltmanns, M., Straneo, F., Moore, G.W.K., Mernild, S.H. (2014). ***Strong Downslope Wind Events in Ammassalik, Southeast Greenland***. Journal of Climate, 27: 977-993.

Parvin, N., (2013). ***Classification and analysis Synoptic patterns of the most sever wet year Uremia Lake Basin during 1977- 2012***. International Research Journal of Applied and Basic Sciences, 10: 3058-3062.

Pe˜na, J. C.; Aran, M.; Cunillera, J. and Amaro, J., (2011). ***Atmospheric circulation patterns associated with strong wind events in Catalonia***. Natural Hazards and Earth System Sciences, 11: 145–155.

Prudhomme, C. and Genevier, M., (2011). ***Can atmospheric circulation be linked to flooding in Europe?*** Hydrological processes, 25: 1180–1190.

Tanamachi, R.L. Heinselman, P.L. and Wicker, L.J., (2015),"***Impacts of a storm merger on the 24 May 2011 El Reno, Oklahoma tornadic supercell***, Weather and Forecasting, **30**:501–524. Doi: 10.1175/WAF-D-14-00164.1.

Weber, R.O. & Furger M., (2001). ***Climatology of near-surface winds over Switzerland***. International Journal of Climatology, 21: 809–827.

[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]

[DOR: 20.1001.1.22287736.1394.15.39.1.3]
[Downloaded from system.khu.ac.ir on 2026-10-31]